Inundaciones catastróficas en Marte y sus análogos Terrestres



Gerardo Benito Ferrández

CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales

Madrid

"Para la Hormiga, es rocío es una inundación".

Proverbio Sánscrito

INTRODUCCIÓN

La historia del agua en Marte continúa siendo una asignatura incompleta. La atmósfera marciana contiene sólo una cantidad pequeña de agua, y el agua líquida resulta inestable en la superficie, y sólo se ha detectado hielo en las zonas polares. Sin embargo, Marte muestra numerosas formas de erosión y acumulación que evidencian la presencia de flujos de agua en superficie. La presencia de estas formas debidas al flujo de agua constituye para algunos investigadores la principal prueba de que Marte ha sufrido importantes cambios en clima.

Las primeras observaciones sobre formas acanaladas en Marte se remontan al siglo XIX, donde diversos mapas incluían unas formas lineares conocidas como *canali*. Perival Lowell describió algunos de estos canali, planteando la posibilidad de que se debieran a civilizaciones más avanzadas y construidas progresivamente como respuesta a la desecación del planeta. Las fotografías obtenidas en la Misión Mariner 9 (1971) concluyeron que tales *canali* descritos anterioremente no existían y que las especulaciones al respecto eran fruto de la imaginación de los observadores. Sin embargo, esta misión reveló la diversidad geológica de Marte y que conocemos en la actualidad, incluyendo la presencia de profundos cañones y canales secos, en los que el agua ha jugado un papel predominante.

En esta presentación se pretende presentar algunos ejemplos de formas y canales presentes en la superficie de Marte, y formadas por inundaciones catastróficas. Dado que las excursiones a Marte resultan a fecha de hoy imposibles, se presentarán algunos de los ejemplos más representativos de inundaciones catastróficas en la Tierra. Estas inundaciones terrestres presentan morfologías similares a las que podemos encontran en Marte, y en muchos casos se han utilizado como análogos para explicar su relación con flujos de agua.

La reconstrucción de los caudales asociados a estas inundaciones catastróficas forma parte de la hidrología de palecrecidas. El método se basa en identificar las indicadores de nivel de agua durante las avenidas y a partir de allí, teniendo en cuenta la geometría del canal, realizar los cálculos hidrológicos necesarios para estimar los caudales máximos. Entre las evidencias indirectas de paleonivel de avenida más comunmente usadas se incluyen sedimentos y morfologías de erosión. Estos indicadores de altura del agua durante la inundación pueden correlacionarse a lo largo de tramos de canales fluviales para definir los niveles máximos de inundación. Los avances recientes en modelización de flujo en canales abiertos y de técnicas geocronologicas de datación permiten realizar evaluaciones relativamente exactas de las magnitudes y edades de paleoinundaciones en canales resistentes a la erosión.

GRANDES INUNDACIONES EN MARTE

El término canales de desbordamiento (outflow channels) fue acuñado por Sharp y Malin en 1975 para describir formas de grandes canales, desde kilómetros hasta decenas de kilómetros de anchura, que desde su origen presentaban un tamaño considerable. En estos sistemas, los canales afluentes son raros pero igualmente se puede observar una jerarquización de la red aguas abajo. Los canales de desbordamiento presentan formas en sus fondos, paredes sinuosas modeladas por flujos, y tienden a ser más profundos cerca de su origen que aguas abajo. Algunas morfologías incluyen erosiones longitudinales, cataratas en canales internos, y zonas de erosión por desplacamiento.



Canales de desbordamiento en el entorno de la cuenca Chryse-Acidalia

Los canales de desbordamiento se localizan en cuatro zonas principales(Carr, 1996; Baker, 1978): en el entorno de la cuenca Chryse-Acidalia, centrada en 20N, 45W; en Elysium Planitia, centrada alrededor de 30N, 230W; en la parte este de la cuenca de Hellas, cerca de 40S, 270W; y a lo largo de los margenes oeste y sur de Amazonis Planitia, centrada en 20N, 160W.

Aunque menos evidentes, los polos marcianos tambien presentan morfologías en canales, denominados *chasma*, cuyos rasgos que apuntan a una generación por flujo catastrófico de agua.

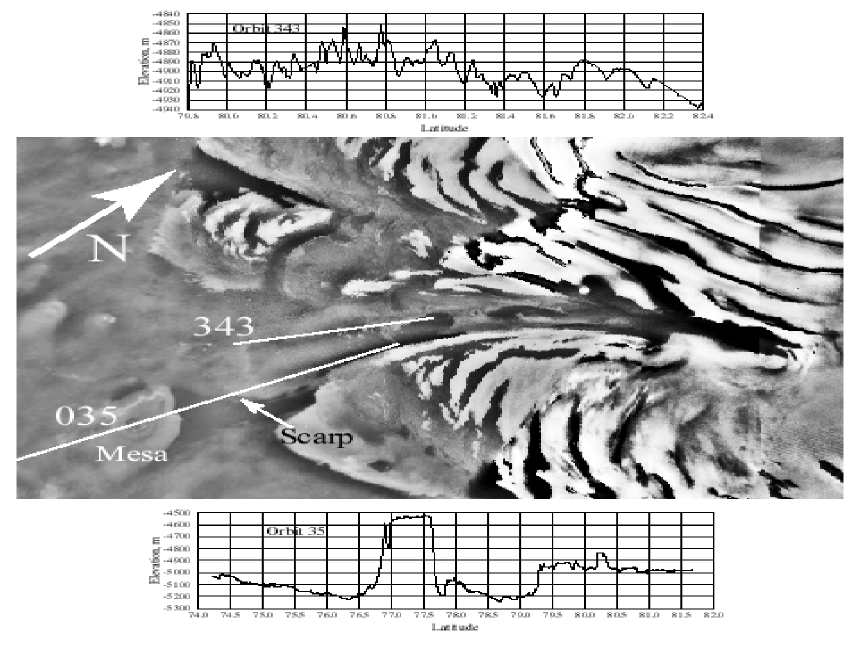
Chasma Boreale

Chasma Boreale (80-85 de latitud y 0-70 de longitud) constituye el mayor reentrante del polo norte marciano y aparece excavado en sedimentos glaciares (depósitos estratificados polares), que cubren Planum Boreum. Este Chasma presenta una forma triangular de 6000 km de longitud, con unca cabecera bien delimitada de 55 km de anchura y una zona distal que supera los 450 km de anchura. El origen de estos chasmas se ha atribuido a un origen eólico, para ciertos

rasgos presentes en el interior de los Chasmas polares, tanto lineaciones como dunas (Cutts, 1973; Thomas y Weitz, 1989). Otras hipótesis apunta a un origen fluvial, donde el agua se generaría por fusión en el interior de casquete marciano (Wallace y Sagan, 1979; Clifford, 1980; 1987). Recientemente, esta segunda hipótesis ha ido tomando peso al reconocerse numerosos formas superficiales debidas a flujos y que justifican el posible drenaje catastrófico de lagos subglaciares (Benito et al., 1997).

La interpretación genética de Chasma Boreale se ha basado por un lado, en el análisis individual y en el contexto regional de las formas y, por otro, en la comparación de las mismas con modelos terrestres y marcianos. La megageomorfología de Chasma Boreale

Es comparable con sistemas morfogenéticos fluviales descritos en la Tierra a diferentes escalas. Chasma Boreale presenta gran similitud en los parámetros de valle con los descritos en modelizaciones de laboratorio y ejemplo de redes terrestres creadas por procesos de sapping o zapa (Baker, 1990). Estos procesos con surgencia de aguas subterráneas en la base de un escarpe producirian un retroceso del mismo, manteniendo las paredes verticalizadas y con bifurcación de la cabecera como se observa en Chasma Boreale.



Chasma Boreale y secciones topográficas realizadas por el Mars Orbiter laser altimeter (MOLA).

Aguas abajo de la zona de sapping, el flujo seria el responsable de la incisión del canal, que se desarrolla tanto sobre los depósitos estrati6cados como sobre el pitted terrain. En los depósitos estratificados los canales desarrollados son similares a los canales móviles (outflow channels) principalmente descritos en las zonas ecuatoriales de Marte (Baker y Kochel, 1979). Presentan el aspecto tipico de una red anastomosada generada con canales de limites difusos,

flujo caótico, desarrollo de surcos de erosión., colinas fusiformes y carencia de afluentes. La principal diferencia entre Chasma Boreale y los canales ecuatoriales está en el tamaño de los mismos, puesto que estos últimos son unas 60 veces más cortos, no pasando de 10 Km de longitud.

En los pitted terrains los canales son similares a las redes de valles secos (dry valleys) de zonas ecuatoriales desarrollados sobre terrenos antiguos craterizados y alomados (ancient hilly cratered terrain). El tipo y grado de desarrollo de la red depende de la energia del flujo y la energia o composición del sustrato. Los depósitos estratiñcados probablemente permitirian un fácil modelado y se alcanzaria un rápido equilibrio entre la energía o capacidad erosiva del flujo, y la resistencia del sustrato a la erosión. Por su parte los pitted terrain ofrecerian mayor resistencia a la erosión favoreciendo el encajamiento y la jerarquización de la red.

Existen diversos trabajos que señalan a los procesos de sapping como principales responsables de la generación de canales en zonas ecuatoriales. Nirgal Vallis es un posible ejemplo de valle marciano generado por sapping (Milton 1973; Pieri, 1980). Esta interpretación genética implicaria según el Mars Channel Working Group (1983), la necesidad de un ciclo hidrológico activo para mantener el caudal del manantial, en la cabecera de los valles. La recarga necesaria se suministraría por medio de precipitaciones durante un episodia o fase climática de Marte muy diferente a la actual.

El origen de formas como Ravi Vallis, se atribuye a la liberación catastrófica de aguas subterráneas. Esta podria estar producida por la existencia de puntos calientes o fracturas. Las formas resultantes son comparables a las de la cabecera de Chasma Boreale con diferencias posiblemente debidas a la diferencia de entorno geológico (Clifford, 1980). En el caso que nos ocupa la energía necesaria para estos procesos provendrían de sistemas hidrotermales relacionados con impactos o más probablemente con vulcanismo.

La estimación de las características y mangitud del flujo se realizó utilizando la topografía del Mars Digital Model data. Las principales incertidumbres de este modelo son la elevación alcanzada por el flujo y la escasa precisión de la topografía que produce imprecisión en los datos de pendiente y geometría de las secciones. Sugún estas estimaciones la velocidades oscilaron entre 5 y 74 m s-1, mientras que los caudales resultantes estarían entre 0.8 108 y 1403 108. El rango alto de valores se aproximaría a los obtenidos por Robinson and Tanaka (1990) y Komatsu y Baker (1997) para Kasei and Ares Vallis.

Chasma Australe

Chasma Australe constituye el principal forma del polo sur marciano, consituyendo un reentrante excavado en los depósitos estratificados polares (PLD). Este canyon presenta 500 km de longitud, entre 20 y 80 km de anchura, y hasta 1000 m de profundidad, que se inicia a

unos 270 km del polo sur y que muestra una dirección general norte. En su forma general presenta una forma curvada de unos 40º hacia el oeste, pero su margenes, especialmente el margen este, es rectilíneo en secciones de hasta 180 km de longitud. Los surcos característicos del los PLD en las zonas polares aparecen cortados por el chasma, mientras que las unidades Hdu y Dorsa Argentea de Tanaka y Scott (1987) se encuentran localizadas en el fondo de Chasma. Al igual que Chasma Boreale, este Chasma Australe se le ha atribuido un origen eólico, y mas recientemente un origen debida a flujo catastrófico (Anguita et al., 2000).

Anguita et al. (2000) señalan la presencia de numerosas formas debidas a la acción de un flujo catastrófico. Su coincidencia con una de las direcciones de fracturación dominantes de esta zona apuntan a una géneses del flujo de desbordamiento precedida de uan intensa actividad tectónica inducida por procesos de sapping. Los indicadores en favor del flujo catastrófico se pueden resumir en:

- Cabecera con forma en herradura
- Presencia de una depresión cerrada debajo del escarpe de cabecera
- Una sección estrecha en el tramo superior, característica de procesos de retroceso de cataratas
- Diversos ejemplos de formas en colinas y depresesiones en el fondo de Chasma.
- Diferentes ejemplos de sedimentación en zonas de torbellinos, a sotavento de obstaculos y de retroceso de flujo.
- Registro de canales de desbordamiento por encima de las paredes del valle.
- Casos de cráteres con erosión diferencial



Localización de Chasma Australe

Las principales características del flujo capaz de producir este Chasma Australe tendría velocidades entre 30 y 50 m s-1 y caudales entre 7 108 y 3 109 m3 s-1. Estos valores son similares a los estimados en canales de desbordamiento ecuatoriales (Smith et al., 1998).

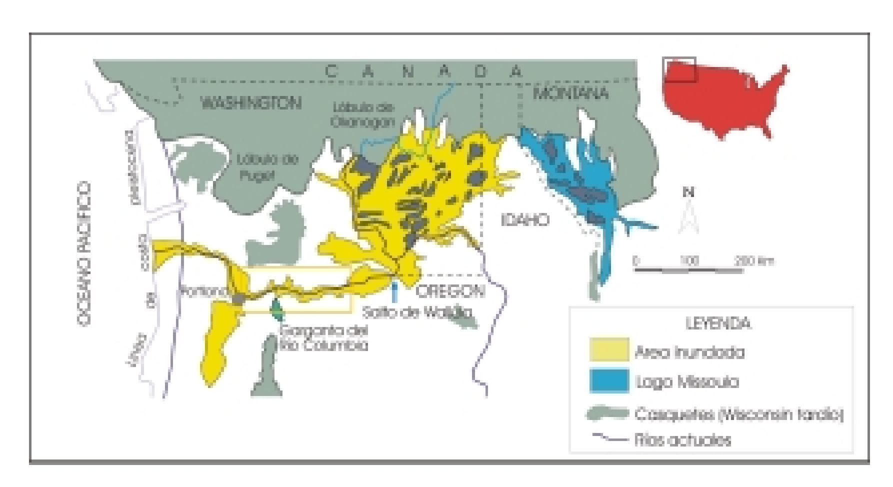
GRANDES INUNDACIONES TERRESTRES

Las formas, procesos y magnitudes de caudal descritos para Marte pueden parecen distar mucho de las crecidas terrestres, incluso aquellas producidas en grandes ríos como el Amazonas (caudales punta de unos 100.000 m^3 s^{-1}). A escala geológica, y mas concretamente hace unos 20.000 años, se produjeron una serie de inundaciones catastróficas que por las consecuencias geomorfológicas y magnitudes de los caudales se acercan a las inundaciones marcianas. Estas inundaciones, las más grandes conocidas en la historia de la tierra, van a servir de ilustración del papel de los eventos extraordinarios en la modificación de los sistemas fluviales y del modelado a gran escala. Asímismo, se abordarán las bases de la metodología utilizada en la reconstrucción paleohidrológica de inundaciones y la cuantificación mediante parámetros físicos de la energía asociada al desarrollo de morfologías erosivas y acumulativas en canales rocosos. La formación de lagos temporales y la generación de grandes inundaciones (jökulhlaups) por rotura de las presas de hielo, podría ser un fenómeno relativamente frecuente al final de la última glaciación en aquellos ríos que drenaron los principales casquetes glaciares de Norteamérica, Europa y Asia (Dawson, 1992). Estas inundaciones catastróficas, desigualmente estudiadas, causaron importantes modificaciones en las redes de drenaje y el modelado de determinadas zonas.

La excepcional magnitud de las inundaciones producidas por agua procedentes del Lago Missoula (Montana) y que arrasaron alrededor de 40.000 km^2 protagonizaron una de las grandes polémicas en la historia de la Geomorfología (Baker, 1987). La controversia creada desde los años 20 por la teoría de Harlen Bretz (1923; 1925; 1929) rompió con los moldes del más estricto uniformitarismo, y su interés sirvió para impulsar la aplicación de métodos hidrológicos en la cuantificación de las inundaciones (Costa, 1987).

Las inundaciones del Lago Missoula

El Lago Missoula, localizado en Montana (NW de EEUU), se generó durante el último glacial como resultado del avance hacia el sur de los casquetes de hielo Cordilleranos, que llegaron a taponar un sector de la red de drenaje principal (Fig. 4). Esta barrera de hielo en su máximo desarrollo represó un volumen de agua de 2100 km^3, la mitad del volumen del actual lago Michigan, con una extensión de 8000 km^2, y alcanzó los 600 m de profundidad (más de dos veces la profundidad del Lago Superior) (Pardee, 1942).



Localización del Lago Missoula y zona inundada durante su rotura en el Pleistoceno Superior

El avance y retroceso del Casquete Glacial Cordillerano permitió en repetidas ocasiones la rotura de la masa de hielo que contenía el Lago Missoula, cuyo drenaje catastrófico (jökulhlaups) se realizó hacia el Columbia Plateau. En esta zona, la inundación produjo una red de canales anastomosados que ocuparon una extensión de 40.000 km^2 y una anchura de 120 km (Bretz, et al., 1956; Bretz, 1969 y Baker y Komar, 1987; Benito y O'Connor, 1991; 2003). Las características litológicas del Columbia Plateau, constituído principalmente por basaltos miocenos cubiertos por depósitos eólicos cuaternarios, determinaron la formación de una rica gama de morfologías de erosión y sedimentación asociadas a diferentes estadios de energía del flujo (Baker, 1973; Baker y Nummendal, 1978).

Formas erosivas

Las *morfologías erosivas* dejadas por la inundación pueden ordenarse de menor a mayor energía desde la formación de colinas de loess con formas aerodinámicas alargadas en la dirección del flujo, erosión del loess y exposición del basalto, erosión del basalto con formación de una topografía de mesas y depresiones y, finalmente la formación de canales excavados en el basalto que se produjeron por el retroceso de grandes cataratas (Baker, 1973; Benito, 1997) . Estas morfologías constituyen buenos indicadores de las áreas sumergidas e indica de forma clara la altura mínima de la inundación. Asímismo existen otras formas erosivas que reflejan el nivel de inundación, como son las líneas de erosión que separan de forma neta áreas donde se mantiene el loess intacto y zonas donde ha sido barrido por el flujo.

Formas acumulativas

El estudio morfológico y sedimentológico de las formas acumulativas permite establecer el número de inundaciones catastróficas, su cronología y los niveles mínimos del flujo durante la inundación (Waitt, 1980; Baker y Bunker, 1985). Las principales

acumulaciones presentan morfologías de barras gigantes, constituidas por bloques y gravas transportados tanto en tracción como en suspensión, algunas de las cuales pueden pasar lateralmente a sedimentos finos acumulados en áreas de baja energía o de flujo inefectivo denominados "slackwater deposits".

Barras

Las barras constituyen indicadores de caudal mínimo (Baker, 1973; Baker y Nummendal, 1978; Benito y O'Connor, 2003) y pueden agruparse de acuerdo con las condiciones hidraúlicas que las produjeron en:

a) Barras longitudinales (localizadas en el canal principal).

b) Barras en protuberancias (a sotavento de afloramientos rocosos resistentes).

c) Barras en expansión (en áreas donde el flujo vierte desde el canal principal, a través de divisorias, hacia otros valles adyacentes).

d) Barras en toberllinos (emplazadas en zonas de reducción de la velocidad del flujo, principalmente en la embocadura de valles afluentes).

Las *barras longitudinales* se localizan en áreas de deceleración de flujo dentro del canal principal, tales como expansiones o bifurcaciones del canal. Los sedimentos que constituyen estas barras reflejan la carga de fondo transportada por el flujo, principalmente bloques y gravas. La presencia en superficie de trenes de ripples indica el rápido descenso del nivel de la inundación que impiden el remodelado durante los estadios decadentes de la inundación.

Las *barras en protuberancias* se generan por la decelaración del flujo a sotavento de relieves resistentes a la acción erosiva del flujo. Los depósitos están constituídos por una mezcla de las carga de fondo y suspensión con estructuras masiva y de estratificación cruzada.

El derrame de agua y sedimentos desde el canal principal hacia otros valles a través de divisorias genera la acumulación de *barras con morfologías tipo delta o en expansión*. Las implicaciones de estas barras desde el punto de vista paleohidrológico son importantes y ha sido utiliada con éxito por Benito y O'Connor (2003) para determinar el número, magnitud y frecuencia de las principales inundaciones del Lago Missoula. Estas divisorias constituyen un nivel discriminante o nivel de censura de caudal, de tal forma que únicamente las inundaciones con elevaciones de flujo por encima de dichas divisorias van a ser capaces de acumular sedimento sobre la barra en expansión. Por lo tanto, el número de unidades sedimentadas en la barra refleja el número de inundaciones de magnitud superior al

establecido por la altura de las divisorias. Las barras en expansión estan constituídas por gravas y arenas acarreadas por el canal principal como carga en suspensión y aparecen organizadas en foresets de estratificación cruzada, culminados por acumulaciones de arenas masivas.

En general, las acumulaciones que más se aproximan al nivel máximo alcanzado por el flujo son las *barras en torbellinos*, depositadas en áreas de separación de flujo desde el canal principal hacia zonas hidrológicamente inefectivas y, por tanto, de rápida deceleración y acumulación del material. Los materiales depositados en la barras en torbellinos están constituídos por gravillas y arenas organizados en cuerpos con grandes "foresets" de estratificación cruzada.

Depósitos de baja energía.

Muchas de las barras en torbellinos acumuladas en la embocadura de valles afluentes pasan lateralmente a acumulaciones de material fino constituídos por limo y arena, con morfologías en terraza. Estos depósitos de baja energía presentan un caracter rítmico que comprende dos unidades. La inferior está constitída por un cuerpo de arena fina con estructuras de ripples de corriente y climbing ripples laminae-in-drift, indicando una paleocorriente dirigida hacia arriba del valle (Baker, 1973; Baker y Komar, 1987; Waitt, 1980). La unidad superior está formada por arena muy fina y limos con ripples indicando corriente hacia abajo del valle. En total se identifican en algunas zonas hasta cerca de 100 ritmitas que se han interpretado como debidas a un número equivalente de inundaciones (Waitt, 1980). Sin embargo, estas ritmitas se localizan en áreas de baja altitud, por lo que podrían haber sido emplazadas por inundaciones catastróficas de menor magnitud (Baker y Bunker, 1985). En la superficie superior de algunas de estas ritmitas puede identificarse huellas de exposición subaérea y dobletes de niveles de tephra o ceniza volcánica y vidrios correspondiente a la erupción del Mnt. St. Helens 'S' hace 13.000 años (Mullineaux et al., 1978; Waitt, 1985).

Bloques erráticos

Quizás uno de los mejores indicadores geológicos de mínimo caudal punta los constituyen los erráticos o bloques de naturaleza granítica que provienen de Canada y que fueron transportados flotando sobre bloques de hielo hasta zonas de baja energía (O'Connor y Baker, 1992). En estas zonas de estancamiento hidraúlico, los erráticos quedarían anclados y acumulados al descender la onda de crecida

Reconstrucción palehidrológica.
Metodología

El reconocimiento en campo de indicadores asociados a diferentes picos de avenida a lo largo del canal analizado, el establecimento de sus relaciones y la datación de los depósitos nos proporciona la información necesaria para la reconstrucción paleohidrológica de las inundaciones. Conocida la altura del flujo durante el caudal punta, la exactitud en los cálculos de los parámetros hidrológicos depende posteriormente de los métodos utilizados en la elaboración de los datos. Son diversas las técnicas que se utilizan en la bibliografía para las determinaciones paleohidrológicas, como por ejemplo las fórmulas de Chezy y Manning para flujo uniforme, o el método de área-pendiente (Dalrymple y Benson, 1967).

Sin duda, la mayor exactitud en el cálculo del caudal y velocidad se consigue con los métodos de paso estándar o "step-backwater" en canales abiertos (Chow, 1959; Shearman, 1976), al tener en cuenta las variaciones y pérdidas de energía del flujo de agua. El procedimiento de cálculo es de carácter iterativo de tipo prueba-error y se basan en la resolución de la ecuación de la energía en una dimensión derivado de la fórmula de Bernuilli para flujo estacionario gradualmente variado. Los datos requeridos son: 1: secciones transversales de canal; 2: distancia entre las secciones transversales. 3: régimen de flujo, 4: caudal a modelar, 5: elevación conocida o estimada de la superficie de agua en la primera sección, 6: valores de rugosidad 'n' de Manning y de coeficientes de expansión y contracción.

Los modelos de paso estándar han sido utilizados con éxito en la reconstrucción de inundaciones catastróficas del Lago Missoula (O'Connor y Baker, 1992 y Benito y O'Connor, 1991; 2003) y del Lago Kuray (Baker et al., 1993).

Modelización

Debido a que el procedimiento de cálculo se basa en una técnica iterativa del balance energético entre dos secciones transversales, las determinaciones se simplifican mediante la utilización de ordenadores. La modelización puede realizarse mediente programas comerciales, entre los que destaca el modelo HEC-2 del U.S. Army Corps of Engineers. Las bases de este programa y su utilización pueden obternerse del manual del usuario publicado por el Hydrologic Engineering Center (1982), Feldman (1981) y en Bedient y Huber (1988) y su aplicación a estudios paleohidrológicos aparece explicada en O'Connor y Webb (1988).

En nuestro caso, las evidencias geológicas tanto erosivas como acumulativas representan valores mínimos del nivel de inundación, ya que han sido emplazados o

generados por debajo de la superficie de agua. Por otro lado, existen una serie de indicadores tales como divisorias que no han sido cruzadas por el flujo o áreas no inundadas, que evidencian un nivel de inundación inferior a estas zonas. Otros indicadores como líneas de erosión deben de aproximarse a la altura del flujo durante el caudal punta. Los cálculos hidrológicos se realizaron en la garganta del río Columbia (Benito, 1997; Benito y O'Connor, 2003), donde podemos asegurar que la erosión de las inundaciones no produjo cambios sustanciales en las secciones del canal principal, tanto en el lecho como en las paredes.

Los valores de rugosidad de Manning "n" utilizados en la modelización fueron de 0.05 para el fondo del canal y de 0.07 para los margenes. El análisis de sensibilidad efectuado con diferentes valores de "n" reflejan tan sólo pequeñas variaciones en los resultados finales del caudal calculado. Los valores de los coeficientes de expansión y contracción utilizadas en la modelización fueron de 0.1 y 0.3. Estos valores permiten al modelo mantenerse dentro de un rango aceptable las variaciones de energía entre secciones transversales del canal, a la vez que tienen en cuenta los cambios de velocidad del flujo entre secciones.

Magnitud y frecuencia de las inundaciones del Lago Missoula.

En la reconstrucción paleohidrológica se combian las evidencias geológicas del nivel de la inundación y la superficie del flujo calculado mediante el modelo hidrológico. De esta manera, la superficie calculada debe encajar con el máximo número de evidencias geológicas de máximo caudal. En la garganta del río Columbia los indicadores de máximo nivel de inundación aparecen explicados en el modelo para una superficie de flujo correspondiente a un caudal de 10 millones de m^3/s. Por tener un punto de referencia conviene señalar que la mayor inundación registrada en el río Columbia y ocurrida en 1894 alcanzó los 35.000 m^3/s, alrededor de 300 veces menos que la mayor inundación del Lago Missoula.

Las primeras dataciones reflejan un límite de edad máximo de 19.015 años BP para la máxima inundación, y muy posiblemente se prudejeran hace 17-18.000 años, teniendo en cuenta la cronología de avance de los lóbulos del Caquete Cordillerano (Waitt and Thorson, 1983).

Flood outburst	Lake Volume (km^3)	Water depth at Dam (m)	Peak Discharge (m^3 sec^{-1})	Flow duration
Chasma Australe, Mars	52-546 x 10^6	500	0.7-3 10^9	1735-4217 days
Kuray Flood, Siberia (Baker et al., 1993)	1000	600	18 x 10^6	30 hr
Largest Missou Flood(s) (O'Connor & Bake 1992)	2184	635	17 x 10^6	70 hr
Bonneville Flood (O'Connor, 1993)	4750	108	1 x 10^6	2640 hr

Características hidrológicas de algunas inundaciones catastróficas de la Tierra y Marte.

La mayor parte de las inundaciones tuvieron lugar hace unos 14.000 años y al menos siete superaron los 3 millones de m^3/s, aunque no existen evidencias de que alcanzaron los 5 millones de m^3/s. Sin duda, el resto de las inudaciones hasta las 89 descritas por Waitt (1980; 1985), a partir del estudio de afloramientos de depósitos rítmicos de baja energía, presentaron caudales punta inferiores a los 2 millones de m^3/s. La última inundación se produjo hace 12.000 años y al igual que las anteriores su magnitud no rebasó los 2 millones de m^3/s.

Deglaciación e inundaciones en otras zonas de Norte América, Europa y Asia.

Diversas inundaciones catastróficas, aunque de menor magnitud que las del Lago Missoula, han sido descritas durante el último glacial en la cuenca de drenaje del sistema Mississippi-Missouri-Ohio, en el frente del Casquete Laurentide, al NE de Norteamérica. Las principales inundaciones fueron ocasionadas por el Lago Agassiz, calculándose caudales punta de 1 millón de m^3/s (Matsch, 1983).

En los casquetes euroasiáticos las inundaciones provocadas por lagos proglaciares también fueron relativamente frecuentes tanto por rebosamiento de agua deshielo a

través de divisorias, como por rotura de presas de hielo o jökulhlaups (Grosswald, 1980). Dentro de este segundo tipo, Baker et al., (1993) estudian las inundaciones del Lago Kuray, en las Montañas Altay en Siberia, donde se reconocen evidencias erosivas y acumulativas similares a las descritas en Norteamérica para el Lago Missoula, como por ejemplo barras, ripples gigantes y bloques erráticos. Estas inundaciones alcanzaron una magnitud de 18 millones de m^3/s, ligeramente superior a los 17 millones de m^3/s calculadas por O'Connor y Baker (1992) para el Lago Missoula cerca de la zona de rotura.

A partir de los datos geométricos que se disponen de las alturas de las presas y del volumen de los lagos descritos, y comparándolos con datos de la hidrología de inundaciones producidas por rotura de presas artificiales y de jökulhlaups actuales se pueden inferir los mecanismos de rotura (Baker et al., 1993). Por un lado, tanto las inundaciones del Lago Missoula como las del Lago Kuray presentarían mecanismos de rotura de la presa de hielo similares a los presentados en presas artificiales, es decir con rotura y desague rápido. Por otro lado, las inundaciones descritas en relación con el Casquete Laurentide encajan con mecanismos de rotura lento con desagüe prolongado, iniciándose a través de túneles escavados en el hielo, tal y como ocurre en los actuales jökulhlaups.

BIBLIOGRAFÍA

Anguita, F., Babín, R., Benito, G., Gómez, D., Collado, A., Rice, J. (2000). Chasma Australe, Mars: Structural framework for a catastrophic outflow origin. *Icarus* 144, 302-312

Baker, V. R. 1990. Spring sapping and valley network development, *Groundwater Geomorphology: the Role of Subsurface Water in Earth- Surface Processes and Landforms* (C. G. Higgins and D. R. Coates, Eds.), pp. 235–265. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. **252**.

Baker, V. R., and R. C. Kochel 1979. Martian channel morphology: Maja and Kasei Valles. *J. Geophys. Res.* **84**, 7961-7983.

Baker, V.R. (1973): *Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding eastern Washington*. Geological Society of America Special Paper 144, 79 p.

Baker, V.R. (1978): The Spokane flood controversy and the martian outflow channels. *Science*, 202 (4373), 1249-1256.

Baker, V.R. (1987): Paleoflood hydrology and hydroclimatic change. *in*: *The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime and water resources*, (Proceedings of the Vancouver Symposium). Int. Assoc., Hydr. Sci. Publ. No. 168, p.123-132.

Baker, V.R. and Bunker, R.C. (1985): Cataclysmic late Pleistocene flooding from glacial Lake Missoula; A review: *Quaternary Science Reviews*, 4, 1-41.

Baker, V.R. and Komar, P.D., (1987): Cataclysmic flood processes and landforms. *in*: Baker, V.R., Greeley, R., Komar, P.D., Swanson, D.A. and Waitt, R.B.Jr., The Columbia and Snake River Plains. In: Graf, W.L., (Ed.), *Geomorphic systems of North America*. Geological Society of America, The geology of North America, Centennial Special Volume 2, 423-443.

Baker, V.R. and Nummedal, D. (1978): *The Channeled Scabland*. Planetary Geology Program, Washington, D.C., National Atmospheric and Space Administration, Office of Space Science, 186 pp.

Baker, V.R., Benito, G. and Rudoy, A. (1993): Paleohydrology of Late Pleistocene Superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*, 259, 348-350.

Bedient, P. B. and Huber, C. (1988): *Hydrology and floodplain analysis*. Addison-Wesley Publishing Co., 452-478.

Benito, G. (1997): Energy expenditure and geomorphic work of the cataclysmic Missoula flooding in the Columbia River Gorge, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 457-472.

Benito, G. and O'Connor J.E. Number and size of last-glacial floods in the Columbia River valley between Pasco Basin Washington, and Portland, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, (en prensa) Ms. B25166R

Benito, G. and O'Connor, J.E. (1991): Hydraulics and geomorphic features of late Pleistocene Missoula flooding in the Columbia River Gorge. *Geol. Soc. of America Abstract with Programs* 23, No. 5, 207.

Benito, G., Mediavilla, F., Fernández, M., Márquez, A., Martínez, J. and Anguita, F. (1997). Chasma Boreale, Mars: A sapping and outflow channel with a tectono-thermal origin. *Icarus*, 129, 528-538.

Bretz, J.H. (1923): The Channeled Scabland of the Columbia Plateau. *Journal of Geology*, 31, 617-649.

Bretz, J.H., (1969): The Lake Missoula floods and the Channeled Scabland. Jour. *Geology*, 77, 505-543.

Bretz, J.H.; Smith, H.T.U., and Neff, G.E., (1956): Channeled Scabland of Washington; new data and interpretations. *Geol. Soc. America Bull.*, 67, 957-1049.

Carr, M.H., (1996): *Water on Mars*. Oxford University Press, New York, 229 pp.

Clifford, S. M. (1980). Chasma Boreale (85ºN, 0ºW): Remnant of a martian jökulhlaup? *Bull. Am. Astron. Soc.* **12**, 678.

Clifford, S. M. (1987). Polar basal melting on Mars. *J. Geophys. Res.* **92**, 9135-9152.

Costa, J.E. (1987): A history of paleoflood hydrology in the United States, 1800-1970. in: Landa, E.R., and Ince, Simon, (Eds.), *The history of hydrology*: Washington, D.C. American Geophysical Union, 49-53.

Cutts, J. A. 1973. Wind erosion in the martian polar regions. *J. Geophys. Res.* **78**, 4211-4221.

Chow, V.T. (1959): *Open-channel hydraulics*. New York, McGraw-Hill, 680p.

Dalrymple, T. and Benson, M.A. (1967): *Measurement of peak discharge by the slope-area method*. Tech. Water Resources Research Division (U.S. Geological Survey), Book 3, Ch.A-2, 1-12.

Dawson, A.G. (1992): *Ice Age Earth. Late Quaternary Geology and Climate*. Routledge, Chapman and Hall Inc. 293p.

Feldman, A.D. (1981): HEC models for water resources system simulations. Theory and experiences. *Advances in Hydrosciences*, 12, 297-423.

Grosswald, M.G. (1980): Late Weichselian Ice Sheet in Northern Eurasia. *Quaternary Research*, 13, 1-32.

Hydrologic Engineering Center (1985): *HEC-2 water surface profiles users manual*. The Hydrologic Engineering Center (US Army Corps of Engineers), Davis, California, 37p.

Komatsu, G. and Baker, V.R. (1997): Paleohydrology and flood geomorphology of Ares Vallis. *J. Geophys. Res.,* 102; 4151-4160.

Mars Channel Working Group 1983. Channels and valleys on Mars. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94,** 1035–1054.

Matsch, C.L. (1983): River Warren, the southern outlet to Glacial Lake Agassiz. in: J.T. Teller and L. Clayton (Eds.). *Glacial Lake Agassiz*, Geological Association of Canada Special Paper 26, 231-244.

Milton, D. J. 1973. Water and processes of degradation in the martian landscape. *J. Geophys. Res.* **78,** 4037–4047.

Mullineaux, D.R.; Wilcox, R.E.; Ebaugh, W.F.; Fryxell, R., and Rubin, M. (1978): Age of the last major scabland flood of eastern Washington. *Quaternary Research*, v. 10, p. 171-180.

O'Connor, J.E. and Baker, R.V. (1992): Peak discharges from Glacial Lake Missoula- Magnitudes and implications. *Geol. Soc. America Bull.* 104, 267-279.

O'Connor, J.E., Webb, R.H. (1988): Hydraulic modelling for paleoflood analysis. *in*: Baker, V.R., Kochel, R.C., and Patton, P.C., (Eds.), *Flood geomorphology*. John Wiley, New York. 393-402..

Pardee, J.T., (1942): Unusual currents in glacial Lake Missoula, Montana.*Geol. Soc. America Bull.*, 53, 1569-1599.

Pieri, D. C. 1976. Martian channels: Distribution of small channels in the martian surface. *Icarus* **27,** 25–50.

Robinson, M. S., and K. L. Tanaka 1990. Magnitude of a catastrophic flood event at Kasei Valles, Mars. *Geology* **18,** 902–905.

Sharp, R.P. y Malin, M.C. (1975): Channels on Mars. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 593-609.

Shearman, J.O. (1976): Computer applications for step-backwater and floodway analysis. *Geol. Surv. Open-File Report* (U.S.). 76-499.

Smith, D. E., M. T. Zuber,H.W. Frey, J. B. Garvin, J.W. Head, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, R. J. Phillips, S. C. Solomon, H. J. Zwally, W. B. Banerdt, and T. C. Duxbury (1998): Topography of the Northern Hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science* **279**, 1686–1692.

Tanaka, K. L., and D. H. Scott 1987. *Geologic Map of the Polar Regions of Mars*, Map 1-1802-C, U. S. Geol. Surv., Dept. of the Interior, Washington, D. C.

Thomas, P., and C. Weitz 1989. Sand dune materials and polar layered deposits on Mars. *Icarus* **81**, 185-215.

Waitt, R. B., Jr, (1985): Case for periodic, colossal jökulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. *Geological Society American Bulletin*, v. 96p. 1271-1286.

Waitt, R.B. (1980): About forty last glacial Lake Missoula jökulhlaups through southern Washington. *Journal of Geology*, 88, 653-679.

Waitt, R.B. Jr., and Thorson, R.M. (1983): The Cordilleran Ice Sheet in Washington, Idaho, and Montana. *in*: *Late Pleistocene Environments*. S.C. Porter (Ed.), *in*: *Late Quaternary Environments of United States*. H.E. Wright, Jr. (Ed. general Ed.), 53-70. Univ. of Minnesota Press, Minneapolis.

Wallace, D., and C. Sagan 1979. Evaporation of ice in planetary atmospheres: Ice-covered rivers on Mars. *Icarus* **39**, 385-400.